Technická zpráva 637/2022

Projevy specifických struktur v elektrickém odporovém profilování

Mgr. Jan Valenta, Ph.D.



Praha, 2022

Tato zpráva byla zpracována v projektu financovaném SÚRAO. Prezentovaná stanoviska a dosažené závěry jsou názory autora (autorů) a nemusí nutně představovat názory SÚRAO.

NÁZEV ZPRÁVY: Projevy specifických struktur v elektrickém odporovém profilování

IDENTIFIKACE V RÁMCI PROJEKTU: Závěrečná zpráva

ČÍSLO SMLOUVY: SO2015-055

AUTORSKÝ KOLEKTIV: Valenta J.1

¹Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, Albertov 6, Praha 2

BIBLIOGRAFICKÝ ZÁPIS:

VALENTA J. (2022): Projevy specifických struktur v elektrickém odporovém profilování. – TZ 637/2022, MS archiv SÚRAO.

Jozef Urík Manažer projektu (SÚRAO) Datum **Jan Valenta** Manažer projektu (PřF UK) Datum



Obsah

1 Úvod	7
2 Metody	12
3 Výsledky	15
4 Diskuse	26
5 Závěr	27
Reference	29

Seznam příloh

Všechny prezentované modely jsou přiloženy ve formátu pro program RES2DMOD verze 3.03. (K 14. 10. 2022 je program volně dostupný i pro komerční využití z internetové adresy <u>https://www.geotomosoft.com/downloads.php</u>.)

- 1. model zlomu s homogenním krystalinikem i pokryvnými sedimenty (Obr. 4a) soubor model_zlomu_homogenni.mod
- 2. model zlomu s náhodně generovanými změnami měrných odporů v krystaliniku a pokryvných sedimentech (Obr. 4b) soubor model_zlomu_zmeny_pozadi.mod
- 3. model zlomu s homogenním pozadím a odstraněnou třetí zlomovou zónou (Obr. 4c)
 soubor model_zlomu_homogenni_bez_posledniho.mod
- 4. model okraje sedimentární pánve s konstantními měrnými odpory krystalinika (Obr. 5a)- soubor model_panev.mod
- 5. model okraje sedimentární pánve s pozvolným nárůstem měrných odporů na povrchu krystalinika (Obr. 5b) soubor model_panev_gradient.mod

Seznam použitých zkratek

- ERT elektrická odporová tomografie ("Electrical Resistivity Tomography"), též multielektrodová odporová metoda
- PřF UK Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlova
- SÚRAO Správa úložišť radioaktivních odpadů

Abstrakt

Pro zhodnocení možností elektrického odporového profilování byly pro zájmové geologické struktury (tektonické linie v různých pozicích a okraj sedimentární pánve) vypočteny teoretické křivky zdánlivých měrných odporů pro konfigurace elektrod dipól-dipól (osové) a kombinované profilování a několik uvažovaných mezielektrodových vzdáleností. Zhodnocení výsledků ukázalo, že obě uvažované konfigurace jsou zhruba ekvivalentní. Bohužel, nelze navrhnout univerzální konfiguraci a rozestup elektrod, které by pokryly všechny reálné alternativy. Dále se ukázalo, že zvyšování faktoru *n* nad čtyři nepřináší žádné výhody.

Jako optimální se zdá být uspořádání s hloubkovým dosahem cca 20–30 m a následné doměření zájmových míst detailnějšími metodami.

Klíčová slova

Odporové profilování, dipól-dipól, kombinované profilování, měrný odpor, 2D modelování, metoda konečných diferencí

Abstract

To asses possibilities and limitations of resistivity profiling a theoretical response for selected geological models was calculated. The models represented tectonic fault zones in various configurations and an edge of the sedimentary basin (a contact between the sedimentary and crystalline rocks). Different resistivity contrasts were considered. The electrode arrays modelled were the inline dipole-dipole array and a combination of forward and reverse pole-dipole array. The response for several interelectrode distances (and thus depth reaches) was calculated.

It was shown that both electrode arrays are more or less equivalent with respect to structures modelled. Unfortunately, there is no single array that would reveal all possible features and modifications. Moreover, it was shown that increasing the *n* factor over the value of four does not bring any benefits.

As an optimal configuration an array with a depth reach of approximately 20–30 m should be selected and consequently complement the survey with another more detailed method(s) on selected zones and structures.

Keywords

Resistivity profiling, dipole-dipole, pole-dipole, resistivity, 2D forward modelling, finite differences method

1 Úvod

Vzhledem k systematickému průzkumu potenciálních trvalých úložišť radioaktivního odpadu (mj.) pomocí metody elektrického odporového profilování byla nastolena otázka, která varianta odporového profilování je pro daný účel nejlepší (univerzálně aplikovatelná, dostatečně přesná a relativně snadno interpretovatelná) a v jaké konkrétní konfiguraci. Tento text se na základě matematického modelování několika cílových struktur vyhledávaných na předmětných lokalitách pokouší na tuto otázku odpovědět.

Odporové profilování je tradiční geofyzikální metodou úspěšně používanou k vyhledávání odporových nehomogenit. Její základy položil prvním experimentálním měřením v roce 1912 Conrad Schlumberger v Normandii (Schlumberger 1912 in Hulin et al. 2018). Principem je měření (zdánlivého) měrného odporu půdy za pomoci čtyř elektrod, kdy dvě (v česky psané literatuře označované písmeny A a B) slouží pro zavádění elektrického proudu do Země a dvě pro měření vyvolaného elektrického napětí (označované M a N). Původní Schlumbergerova a Wennerova (Wenner 1915) konfigurace (uspořádání) elektrod byla



Obr. 1: Nejčastěji používaná uspořádání elektrod (Mareš et al. 1990). a) potenciálové uspořádání (pól-pól), b) Wennerovo uspořádání, c) Wennerovo s kolmým uspořádáním elektrod, d) pól-dipól, e) kombinované profilování, f) Schlumbergerovo uspořádání, g) dipólové osové, h) dipólové ekvatoriální, i) diferenciálové potenciálové, j) diferenciálové gradientové.

postupně vyvíjena a zdokonalována pro dosažení lepší odezvy od různých cílových struktur (Obr. 1). Přestože je odporové profilování v posledních desetiletích postupně vytlačováno v detailním průzkumu metodou odporové tomografie (ERT – Electrical Resistivity tomography, např. Loke a Barker 1996) a měřením (zdánlivých) měrných odporů pomocí elektromagnetické indukce (konduktometrie, např. McNeill 1980) metoda odporového profilování si stále zachovává svůj význam především díky své jednoduchosti a technické nenáročnosti. Volba konkrétního uspořádání elektrod je dána jak charakterem cílových struktur tak (z velké části) zkušenostmi geofyzika a také místními zvyklostmi. Např. na území bývalého Československa velmi používané kombinované profilování je v zemích bývalého západního bloku prakticky neznámé. Důvodů je pravděpodobně hned několik, první nejspíše spočívá v pokročilejší elektrotechnice těchto zemí, která umožňovala vyšší využití elektromagnetického (bezkontaktního) měření a adekvátně tomu nižší zájem o rozvoj starších metod. Dalším pravděpodobný důvod je méně zřejmý a (dle názoru autora textu) je jím odlišný bod zápisu jednotlivých uspořádání v západní a východní (socialistické) škole. Zatímco západní škola téměř bez výjimky umísťuje bod zápisu uspořádání do jeho geometrického středu, východní škola tento bod umísťuje do středu potenčního dipólu (MN). Tento zdánlivě nepodstatný rozdíl je ve skutečnosti fundamentální a to zejména v případě kombinovaného profilování a uspořádání dipól-dipól.

Pokud totiž u těchto uspořádání použijeme jako bod zápisu geometrický střed příslušných konfigurací připravíme se tím o "grafický trik" usnadňující identifikaci zejména tenkých vertikálních struktur (Obr. 2 uprostřed). Naopak, v případě zápisu do středu potenčního dipólu se dvě měřené větve kombinovaného profilování protínají právě nad středem vertikálních nehomogenit.

Ještě zajímavější případ dostaneme u dipólového uspořádání, kde fakticky měříme pouze jednu hodnotu zdánlivého měrného odporu, ale kvůli principu vzájemnosti proudových a potenčních elektrod (např. Karous 1989) můžeme tuto hodnotu vztáhnout jak ke středu potenčního tak ke středu proudového dipólu a získat tak dvě měřené hodnoty (byť identické) avšak posunuté o vzdálenost středů dipólů. Díky tomuto (de facto pouze grafickému) triku získáme dvě vzájemně posunuté identické křivky, které se protínají, stejně jako u kombinovaného profilování, nad středem vertikálních nehomogenit (Obr. 2 nahoře). Pokud bychom umístili bod zápisu do středu uspořádání, tak jako v případě západní školy, nelze tento trik uplatnit a měřená křivka se, v případě jen mírně komplikovanějšího geologického prostředí, stává obtížně interpretovatelnou

Pro základní průzkum geologického prostředí se na území bývalého Československa postupně vyprofilovaly dvě nejpoužívanější elektrodové konfigurace, a to kombinované profilování a dipólové osové profilování (např. Karous 1989). Tyto konfigurace poskytují obecně nejlepší rozlišení a zároveň si zachovávají přijatelnou "čitelnost" výsledků a aplikovatelnost v terénu. Pro vyhledávání vertikálních rozhraní a tektonických linií zvláště se vzhledem k charakteru křivek nad různými typy nehomogenit (např. Karous 1989) jako obecné doporučení bere použití metody dipól-dipól v případě odporově monotónního geologického prostředí a metody kombinovaného profilování pro prostředí pestřejší či pro průzkumy, které nejsou cíleny výhradně na lokaci vertikálních rozhraní.



Obr. 2: Modelové křivky kombinovaného profilování a uspořádání dipól-dipól nad modelem tektonické poruchy. Známé pravidlo umísťující střed vertikálních nehomogenit do místa protínání křivek KP či DP platí jen v případě bodu zápisu ve středu potenčního dipólu.

Dalším faktorem, který má vliv na měřený výsledek jsou vzdálenosti mezi jednotlivými elektrodami v uspořádání. Bylo mnohokrát ukázáno (např. Edwards 1977; Barker 1989; Merrick 1997), že vzdálenost proudových elektrod u potenciálových a gradientových uspořádání je přímo úměrná hloubkovému dosahu. Podobný vztah platí i pro vzdálenost dipólů u uspořádání dipól-dipól. Zde je však nutno podotknout, že větší hloubkový dosah znamená i větší stranový dosah, tedy větší objem vzorkované horniny a logicky tedy i nižší rozlišení.

Rozlišení jednotlivých uspořádání je dále možné ovlivnit rozestupem elektrod v potenčním dipólu. Obecně platí, že čím menší rozestup potenčních elektrod a větší poměr vzdálenosti proudových elektrod k potenčnímu dipólu (označovaný jako *n*) tím detailnější měření. Exaktně lze změny rozlišení vyjádřit pomocí Frechetových derivací (McGillivray a Oldenburg 1990) většinou prezentovaných ve formě funkce citlivosti uspořádání – "sensitivity function" (Loke 2020). Tato funkce znázorňuje jakou změnu v měřeném potenciálu vyvolá změna měrného odporu v určitém místě geoelektrického řezu. Např. pro uspořádání pól-dipól (Obr. 3) dochází při zvětšování *n* ke zvyšování (absolutní) hodnoty citlivostní funkce v blízkosti měřících elektrod čímž stoupá rozlišovací schopnost uspořádání. Zvyšování *n* a tím i rozlišovací schopnosti má však své meze, neboť se zvětšováním *n* dochází ke zmenšování měřeného napětí mezi potenčními elektrodami. Volba *n* je tedy kompromisem mezi co nejlepší rozlišovací schopností a zachováním přijatelného poměru signál/šum u měřící aparatury. Obecně, zvláště u uspořádání dipól-dipól, se nedoporučuje používat *n* > 6 (např. Loke 2004).

Optimální parametry měřícícho systému je možné před vlastním průzkumem vyladit pomocí modelování odezvy cílové struktury. V současné době je nejrozšířenějším způsobem modelování matematické – výpočtem přímé úlohy. Při něm se geofyzik většinou pokouší pomocí numerických metod řešit parciální diferenciální rovnici pro rozložení potenciálu v prostoru – např. rovnice (I) v práci Deye a Morrisona (1979). Nejrozšířenějšími metodami řešení zmíněné rovnice jsou metoda konečných diferencí (Dey a Morrison 1979) a metoda konečných prvků (např. Rücker et al. 2006). Zajímavou metodou modelování pro určitý typ úloh (zejména tenké vodivé zóny – pukliny) může být velmi mladá metoda odporových sítí (Jirků a Vilhelm 2019). Tato metoda však zatím není plně otestována a pravděpodobně se nehodí pro všechny typy úloh. (Naproti tomu některé implementace tradičních metod, zvláště metoda konečných diferencí, nejsou úplně optimální pro modelování velmi tenkých šikmých vodičů.)

Aby bylo možno definovat optimální metodiku a konfigurace elektrod pro měření odporového profilování na lokalitách uvažovaných pro umístění trvalého úložiště radioaktivního odpadu, byly definovány dva základní typy struktur, které jsou pro zhodnocení příslušných lokality klíčové. První z nich jsou tektonické poruchy v krystaliniku, které jsou z geoelektrického hlediska modelovány jako tenké vertikální vodivé zóny. Další z nich je okraj krystalinika, pro model vyjádřený jako šikmý zlom s poklesem, okraj sedimentární pánve. Pro tyto základní struktury byly v několika modifikacích spočítány teoretické odezvy pro zamýšlená uspořádání elektrod (osový dipól-dipól a kombinované profilování) a porovnány výsledky z hlediska nalezení optimální konfigurace. Cílem bylo zjistit, zda jsou některé modifikace konfigurací (ve smyslu velikosti rozestupů jednotlivých elektrod) vhodnější než jiné, či zda některé naprosto selhávají.



Obr. 3: Změna citlivostní funkce uspořádání pól-dipól pro zvětšující se n (poměr rozestupu potenčních elektrod ku vzdálenosti proudová elektroda–potenční dipól (Loke 2020).

2 Metody

Zájmové struktury pro modelování byly definovány na základě zkušeností s geologickou situací zájmových lokalit a jejich tvar a fyzikální parametry byly definovány v zadání úkolu.

První strukturou jsou tektonické linie v několika mocnostech a geologických pozicích (Obr. 4). Tektonické linie jsou modelovány jako tenké vertikální zóny s nízkým měrným odporem (80 Ωm). Jejich mocnost (šířka) se mění, pro zjištění možných změn odezvy. Mocnost první byla 3,75 m, druhé 6,25 m a třetí 11,25 m.¹ Geologické prostředí, v němž se tektonika nachází, je tvořeno horninami krystalinika s měrným odporem 3000 Ωm. Povrch modelu tvoří pokryv (eluvium krystalinika) s měrným odporem 200 Ωm. Mocnost pokryvu se mění, v oblasti prvního zlomu je nízká, 5 m. Nad zbylými dvěma strukturami je mocnost pokryvu významně vyšší a dosahuje až 30 m (simuluje zde lokální zóny velmi hlubokého zvětrání). Tyto mocnosti pokryvu jsou skutečné mocnosti pokryvu zjištěné na uvažovaných lokalitách, nicméně jedná se spíše o maximální zjištěné mocnosti. V modelu jsou maximální mocnosti použity jako simulace nepříznivých podmínek pro geofyzikální průzkum. Horizontální i vertikální osy všech zobrazených modelů udávají souřadnice (vzdálenosti a hloubky) v metrech.

Jako varianta k tomuto "homogennímu" modelu byl vytvořen ještě model alternativní, uvažující lokální změny měrných odporů (Obr. 4b). Tento model se snaží postihnout lokální odporové změny v krystaliniku (např. lokálně více zvětralé oblasti – pokles měrných odporů na 2750 Ω m – a zóny vyšších měrných odporů – 3500 Ω m – reprezentující např. oblasti více prokřemeněnlé). Podobné nehomogenity jsou uvažovány i v pokryvu (pokles na 180 Ω m či nárůst n 250 Ω m). Tyto zóny představují např. lokální jílovitější oblasti či naopak, místa s vyšším obsahem málo zvětralého hrubozrnného materiálu. Tyto lokální změny byly v modelu generovány náhodně (funkce randi implementovaná ve výpočetním prostředí Matlab).

Poslední variantou tohoto modelu je prostředí podobné modelu (a) s tím rozdílem, že poslední tektonická zóna je vypuštěna (Obr. 4c). Cílem tohoto modelu je ověřit, zda jsou zkoumaná uspořádání schopna odlišit od sebe zónu hlubokého zvětrání (hloubkově omezený objekt) a tektonickou linii (objekt hloubkově neomezený).

Druhým modelem byl okraj krystalinika, modelovaný jako šikmý kontakt se sedimentární pánví s cyklickou sedimentací (Obr. 5). Krystalinikum je modelováno jako homogenní prostředí s měrným odporem 2500 Ω m. Mocnost pánve je 105 m a její výplň tvoří dva cykly klastické sedimentace začínajíí bazálními štěrky (600 Ω m) a postupně se zjemňující přes štěrkopísky a písky (400 Ω m) do jílů (30 Ω m). Následuje mladší sedimentační cyklus s obdobnou litologií a nižšími měrnými odpory (400 Ω m, 250 Ω m a 15 Ω m).

Mírně komplikovanější variantu tohoto modelu představuje model s pozvolným nárůstem měrných odporů na povrchu hornin krystalinika (Obr. 5b). Tento nárůst simuluje plynulý pokles intenzity zvětrání s hloubkou (od 15 Ωm na povrchu na 1200 Ωm v hloubce 17,5 m; hlouběji pak již 2500 Ωm nezvětralého krystalinika).

¹ Konkrétní rozměry všech struktur byly ovlivněny rozměry buněk metody konečných diferencí, nicméně se jedná o mocnosti poruch skutečně pozorovaných na předmětných lokalitách.



Obr. 4: Tři varianty modelu tektonické zóny. První (a) předpokládá homogenní krystalinikum i pokryvné sedimenty. Druhý model (b) je doplněn o náhodné změny měrných odporů v krystaliniku a pokryvných sedimentech. Třetí model (c) je podobný prvnímu, pouze poslední zlomová zóna je vypuštěna. Černě vyznačené obdélníky znázorňují diskretizaci metody konečných diferencí.



Obr. 5: Model okraje sedimentární pánve. První z modelů (a) je opět jednoduchým modelem s homogenními měrnými odpory hornin krystalinika. Druhý model (b) je doplněn o pozvolnou změnu (nárůst) měrných odporů na povrchu krystalinika, simulující postupné snižování intenzity zvětrání s hloubkou. Černé obdélníky znázorňují diskretizaci metody konečných diferencí.

Modelování teoretické odezvy popsaných struktur proběhlo pomocí programu RES2DMOD verze 3.03 autora M. H. Lokeho (2016). Jedná se o program pro výpočet přímé úlohy odporové metody pro dvojrozměrné struktury (předpokládá se nekonečné pokračování modelovaných struktur ve směru *y*). Program umožňuje numerické řešení přímé úlohy metodou konečných diferencí a metodou konečných prvků. Protože diskretizace modelu je omezena na pravoúhlou síť, výsledky obou metod se pro modely bez zadané topografie významně neliší. Při testovacích výpočtech rozdíly vypočtených zdánlivých měrných odporů nikdy nedosáhly ani jednoho procenta. Pro "ostré" výpočty byla zvolena metoda konečných diferencí.

Vypočteny byly odezvy jednotlivých modelů pro kombinované profilování a metodu dipóldipól. Konkrétní rozestupy elektrod byly opět definovány zadáním úkolu a to následovně: kombinované profilování A30M5N – M5N30B, A40M10N – M10N40B, A100M10N – M10N100B; osový dipól-dipól A10B40M10N, A10B60M10N, A20B80M20N. Číslo v konfiguraci vždy udává vzdálenost mezi příslušnými elektrodami v metrech.

3 Výsledky

Vypočtené odezvy (zdánlivé měrné odpory) pro jednotlivé modely a uspořádání byly vyneseny do grafů (Obr. 6–15) dle zvyklostí běžných v prospekční geofyzice. Bod zápisu všech uspořádání byl umístěn do středu měřícího dipólu MN. V případě uspořádání dipóldipól byla vytvořena doplňující křivka díky principu vzájemnosti elektrod zmíněném v úvodu.

Charakteristické body křivek (zejména jejich průsečíky využívané při interpretaci) jsou na křivkách dobře vidět a to i v případě, že byl do výpočtu zanesen "šum" v podobě náhodných změn měrných odporů.



Obr. 6: Model tektonických linií, kombinované profilování. Měrný odpor krystalinika i pokryvu je homogenní.



Obr. 7: Model tektonických linií, profilování uspořádáním dipól-dipól (osový). Měrný odpor krystalinika i pokryvu je homogenní.



Obr. 8: Model tektonických linií, kombinované profilování. Měrný odpor krystalinika i pokryvu je proměnný.



Obr. 9: Model tektonických linií, profilování uspořádáním dipól-dipól (osový). Měrný odpor krystalinika i pokryvu je proměnný.



Obr. 10: Model tektonických linií, kombinované profilování. Měrný odpor krystalinika i pokryvu je homogenní, poslední tektonická linie je z modelu odstraněna.



Obr. 11: Model tektonických linií, profilování uspořádáním dipól-dipól (osový). Měrný odpor krystalinika i pokryvu je homogenní, poslední tektonická linie je z modelu odstraněna.



Obr. 12: Model pánve, kombinované profilování. Měrný odpor krystalinika je homogenní.



Obr. 13: Model pánve, profilování uspořádáním dipól-dipól (osový). Měrný odpor krystalinika je homogenní.



Obr. 14: Model pánve, kombinované profilování. Měrný odpor krystalinika plynule narůstá.



Obr. 15: Model pánve, profilování uspořádáním dipól-dipól (osový). Měrný odpor krystalinika plynule narůstá.

4 Diskuse

Vypočtené průběhy křivek zdánlivých měrných odporů pro jednotlivá uspořádání generelně odpovídá teoretickým modelovým křivkám publikovaným v literatuře (např. Karous 1989, Mareš et al. 1990, Telford et al. 1990). Obecné pravidlo, že malé a mělké struktury je potřeba vyhledávat detailním uspořádáním (malé vzdálenosti elektrod), samozřejmě platí. Výsledky modelování jsou tak přínosné především pro složené struktury (zde zejména tektonická linie pod pokryvem).

První z modelovaných struktur (tenká vodivá linie pod málo mocným pokryvem) nečiní problém žádnému z testovaných roztažení (Obr. 6–11). Její projev je vždy výrazný (přestože je rozměrově znatelně menší než rozestup testovaných potenčních dipólu), snad jen s výjimkou kombinovaného profilování s velmi dlouhým rozestupem elektrod (A100M10N, M10N100B), kde již dochází k překryvu s projevem sousední testované struktury. Nicméně i v tomto případě by linie měla být správně identifikována (a to i v případě nehomogenního prostředí – Obr. 8). Zajímavé je, že ani u jedné z metod se s nárůstem faktoru n ze čtyř na šest nijak nezlepšila rozlišovací schopnost (spíše naopak) a lze tedy konstatovat, že zvyšování faktoru n nad čtyři nemá pro interpretaci testovaných struktur žádný zvláštní význam.

Podobné výsledky lze pozorovat i u zbylých dvou uvažovaných tektonických poruch, tentokrát ležících pod mocnou vrstvou zvětralin. V tomto případě je důležité odlišit, co je efekt zvýšené mocnosti zvětralin (mělká a široká vodivá zóna) a co je efekt vlastní tektoniky (hluboká a úzká zóna). Proto byly spočteny dvě varianty modelu – jedna s tektonickými liniemi pod "zónami zvětrání" (Obr. 4a) a druhá, kde byla jedna z linií odstraněna (Obr. 4c). Srovnáním modelovaných křivek je zřejmé, že uspořádání, která mají hloubkový dosah menší či zhruba srovnatelný s maximální hloubkou "zvětrání" nejsou schopny tyto struktury odlišit. I přes drobné změny vypočtených zdánlivých měrných odporů by nebylo možné určit, zda se jedná pouze o zónu zvětrání či zónu zvětrání plus tektonickou linii. Pouze v případě modelu kombinovaného profilování s velmi velkým hloubkovým dosahem (A100M10N, M10N100B), který výrazně překračuje mocnost zvětralin, lze reálně uvažovat o tom, že by tyto dvě struktury mohly být odlišeny (Obr. 6 a 10). Představa některých geofyziků, že velký hloubkový dosah působí trochu jako "filtr" pro odstranění mělkých objektů tedy není zcela falešná.

Modelované nehomogenity v geologickém prostředí (Obr. 8 a 9), nijak zásadně nesnižují čitelnost modelových křivek. I zde lze sledovat, že větší rozestup elektrod funguje jako "low-pass" filtr a projev nehomogenit shlazuje. (To má samozřejmě nutně vliv na rozměr struktur, které je možno detekovat a geofyzik tak musí před začátkem průzkumu přesně vědět, co je cílovou strukturou.)

Výsledky obou variant uspořádání (dipól-dipól i kombinované profilování) jsou na modelovaných strukturách srovnatelné ve smyslu rozlišení i obtížnosti interpretace výsledků (byť u té se jedná o názor velmi subjektivní). Pouze u velmi dlouhého uspořádání kombinovaného profilování dochází k superpozici efektů jednotlivých struktur a tím k mírnému posunu indikací struktur. Je proto potřeba v návrhu průzkumu zohlednit předpokládanou minimální vzdálenost struktur, a pokud je menší či srovnatelná s délkou uspořádání, být si efektu superpozice vědom. Velmi blízké struktury se tak mohou projevit

pouze jako jedna s pozicí zhruba uprostřed, což může či nemusí vadit, v závislosti na cílech průzkumu.

V případě modelů okraje sedimentární pánve (Obr. 5) jsou výsledky velmi výrazně ovlivněny modelem krystalinika. Pokud je jako krystalinikum uvažována homogenní hornina s vysokým měrným odporem, jsou výsledné křivky zdánlivých měrných odporů velmi dobře čitelné (Obr. 12 a 13) a interpretace nebude působit žádné potíže. O něco lepší vypadá použití kombinovaného profilování kvůli mírně lepší čitelnosti modelovaných křivek.

Pokud je v modelu krystalinika uvažován i gradient měrných odporů (simulující pozvolný pokles zvětrání s hloubkou), dostanou se v blízkosti povrchu proti sobě oblasti se stejnými či velmi podobnými fyzikálními parametry. Jejich vzájemné odlišení je pak nemožné či minimálně velmi obtížné (Obr. 12 a 13, uspořádání s nejmenšími rozestupy elektrod). V tomto nepříznivém případě se zdají být lepší výsledky kombinovaného profilování, protože komplikované křivky uspořádání dipól-dipól s charakteristickými minimy a maximy svádějí spíše k interpretaci jako drobné přípovrchové nehomogenity, než jako hluboce založená struktura. Jestliže však předpokládaný hloubkový dosah uspořádání zasahuje pod vrstvu zvětralin, je již identifikace rozhraní relativně snadná a opět je lhostejno, zda je použito uspořádání dipól-dipól či kombinované profilování.

V případě, že měření probíhá v rozsáhlé síti profilů, je velkou výhodou kombinovaného profilování oproti dipólu možnost výpočtu středního zdánlivého měrného odporu (jako aritmetický průměr hodnot zdánlivých měrných odporů měřených na jednotlivých bodech) a jeho vynesení do mapy.

5 Závěr

Výpočet teoretických křivek zdánlivých měrných odporů nad zájmovými strukturami (model tektonické linie a model okraje sedimentární pánve) ukázal, že použití kombinovaného profilování či uspořádání dipól-dipól (osové) je víceméně ekvivalentní. Každé z uspořádání má své výhody (kombinované profilování např. možnost výpočtu středního zdánlivého měrného odporu, uspořádání dipól-dipól zase výrazně snazší realizaci v terénu). Větší vliv než konkrétní uspořádání má volba hloubkového dosahu, který musí být větší než mocnost předpokládaných přípovrchových nehomogenit či hloubky zvětrání.

Pokud je hloubkový dosah příliš malý, nelze rozhodnout, zda indikace vodivé zóny je způsobena větší mocností zvětralin či tektonickou zónou. Podobně lze jen obtížně mapovat okraj pánevní výplně, pokud jílovitá sedimentace pánve přechází do zvětralého povrchu krystalinika.

Bohužel maximální předpokládaná hloubka zvětralin cca 30 m je příliš vysoká na to, aby měření byla prováděna s hloubkovým dosahem větším (tedy cca 40 m či více). Potřebná délka roztažení je již příliš velká a v terénu obtížně realizovatelná. Navíc by jejich rozlišovací schopnost mohla být příliš malá pro vymapování mělčích a rozměrově menších nehomogenit. Schůdnější cestou by mohlo být geoelektrické měření se středním hloubkovým dosahem (tedy okolo 20–30 m) a následné ověření "podezřelých" struktur buď větším rozestupem elektrod, či, lépe, detailnější geofyzikální metodou s požadovaným hloubkovým dosahem (např. ERT, seismika, či některá z elektromagnetických metod).

Z modelů dále vyplývá, že, minimálně v případě modelovaných struktur, není nutné se za každou cenu snažit o dosažení co největšího faktoru *n*, neboť teoretické křivky pro n = 4 a n = 6 jsou velmi podobné (platí pro obě uvažované konfigurace).

Reference

- DEY A., MORRISON H.F. (1979): Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. Geophysical Prospecting 27, 106–136.
- BARKER R.D. (1989): Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics, 54, 1031–1037.
- EDWARDS L.S. (1977): A modified pseudosection for resistivity and induced-polarization. Geophysics, 42, 1020–1036.
- HULIN G., MANEUVRIER C., TABBAGH A., VINCENT JB. (2018): What exists beneath the place where Conrad Schlumberger carried out the first (1912) electrical prospection experiment: The Val-Richer Abbey. – Near Surface Geophysics, 16, 445–460. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2017063
- JIRKŮ J., VILHELM J. (2019): Resistor network as modeling tool for fracture detection in crystalline rocks. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 16 (4), pp. 465-471.
- KAROUS M. (1989): Geoelektrické metody průzkumu. SNTL, Praha.
- LOKE M.H. (2004): RES2DINV ver. 3.54. Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the leastsquares method. – Software manual, Geotomo Software.
- LOKE M.H. (2016): RES2DMOD ver. 3.03. Rapid 2D resistivity and I.P. forward modeling using the finite-difference and finite-element methods. Software manual, Geotomo Software. Dostupné z: <u>http://www.geotomosoft.com</u> (navštíveno 7. 7. 2022)
- LOKE M.H. (2020): Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. MS Geotomo Software. Dostupné z: <u>http://www.geotomosoft.com</u> (navštíveno 7. 7. 2022)
- LOKE M.H., BARKER R.D. (1996): Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting 44, 131–152.
- MAREŠ S., GRUNTORÁD J., HRÁCH S., KAROUS M., MAREK F., MATOLÍN M., SKOPEC J. (1990): Úvod do užité geofyziky. – SNTL, 677 s., Praha.
- McGILLIVRAY P.R., OLDENBURG D.W. (1990): Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study. Geophysical Prospecting, 38, 499–524.
- MCNEILL J.D. (1980): Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Limited Technical Note TN-6, Ontario.
- MERRICK N.P. (1997): A new resolution index for resistivity electrode arrays. Exploration Geophysics, 28, 106–109.
- RÜCKER C., GÜNTHER T., SPITZER K. (2006): Three-dimensional modeling and inversion of dc resistivity data incorporating topography — I. Modelling. – Geophysical Journal International, 166, 495–505. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03010.x
- SCHLUMBERGER C. (1912): Premières expériences. Carte des courbes équipotentielles, tracées au courant continu Val-Richer (Calvados). Août-Septembre 1912. Ref 4717, Musée de Crèvecoeur en Auge, Calvados, France.

- TELFORD W. M., GELDART L. P., SHERIFF R. E. (1990): Applied geophysics. Cambridge University Press, 767 s., Cambridge, UK.
- WENNER F. (1915): A Method of Measuring Earth Resistivity. Bulletin of the Bureau of Standards, 12, 469–478. https://doi.org/10.6028/bulletin.282



www.surao.cz